

КАЗАНСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Институт геологии и нефтегазовых технологий

Кафедра геологии нефти и газа

**ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Учебное пособие
для студентов и аспирантов, обучающихся
по направлениям 05.03.01, 05.04.01, «Геология»,
05.06.01 – «Науки о Земле»

КАЗАНЬ – 2018

*Печатается по решению учебно-методической комиссии
Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ
Протокол №4/17 от 27 декабря 2017 г.*

Составители:

Н.Г. Нургалиева, Г.А.Кринари

Рецензенты

зав. кафедрой геологии нефти и газа, профессор,
д.г.-м.н. Успенский Б.В.

зав. кафедрой геофизики и геоинформационных технологий,
к.г.-м.н. Д.И.Хасанов

**Литогенетические аспекты нефтегазоносных отложений: учебное
пособие** / Н.Г.Нургалиева, Г.А.Кринари – Казань, 2018. – 50 с.

Предназначено для теоретического и практического освоения способов
изучения строения и генезиса нефтегазоносных осадочных комплексов.

© Нургалиева Н.Г., Кринари Г.А., 2018

© Казанский университет, 2018

Оглавление

Введение	4
Стадийность, механизмы и значение литогенеза для нефтегазоносных осадочных комплексов	5
<i>Гипергенез</i>	5
<i>Седиментогенез</i>	6
<i>Диagenез</i>	23
<i>Катагенез</i>	28
<i>Особенности эпигенеза в терригенных породах-коллекторах....</i>	32
<i>Особенности эпигенеза в карбонатных породах-коллекторах</i>	42
Список рекомендуемой литературы	50

Введение

Настоящее пособие предлагает знакомство с литогенезом, его стадийностью и механизмами. Рассматривается ряд литогенетических аспектов нефтегазоносных отложений.

Н.М.Страхов определяет литогенез как комплекс явлений геологической истории стратисферы, включающий стадии гипергенеза, седиментогенеза и диагенеза. По климатическому признаку выделены нивальный, аридный и гумидный типы литогенеза. Также предлагается вулканогенно-осадочный тип литогенеза. И.К.Романовский вводит понятие турбидитного типа литогенеза.

Стадии, следующие после диагенеза, объединяются многими исследователями в понятие эпигенеза.

В отечественной литературе также широко распространен термин катагенеза (после работ А.Е.Ферсмана), обозначающий все процессы, происходящие при погружении осадочных толщ в зоны повышенных давлений и температур.

В англоязычной литературе выделяют две основные стадии образования осадочных пород: седиментогенез (собственно образование осадочной породы) и диагенез (вторичные изменения).

Широкое применение находят понятия фонового и наложенного литогенеза.

Фоновый литогенез объединяет процессы литогенеза, протекающие по сходным механизмам в различных регионах. Наложенный литогенез связан со спецификой геологических объектов. Фоновые процессы задаются термодинамическими параметрами среды порообразования. Наложенные процессы создают некие особые характеристики пород под влиянием тектонических, техногенных или биокосных явлений. Последние, по В.И.Вернадскому, представляют собой взаимодействие биологической среды с минералами, что характерно для нефтегазоносных осадочных толщ. Известно, что на самых ранних этапах эволюции живые организмы уже были способны

для своего жизнеобеспечения разлагать кварц и силикаты, известные своей чрезвычайно высокой химической устойчивостью.

Стадийность, механизмы и значение литогенеза для нефтегазоносных осадочных комплексов

Гипергенез

Гипергенез – это совокупность физических, химических, биологических и биохимических процессов в приповерхностных условиях.

В абиогенном гипергенезе доминирует гидролиз как необратимый и неравновесный процесс растворения минерала с одновременным образованием вторичного твердого продукта (по С.А.Кашику). Однако допускается установление частичных равновесий, так как на каждой стадии гидролиза возникают вторичные фазы, равновесные с фильтратом. Фильтрат не находится в равновесии с исходной породой.

Формирование абиогенного профиля выветривания контролируется законами термодинамики и отвечает ряду химической устойчивости фаз в зависимости от температуры и водородного показателя. В кристаллогенезе преобладает прямой синтез из раствора по схеме растворение-кристаллизация. Время формирования коры выветривания определяет ее мощность, но не зональность. В вещественном составе коры выветривания почти отсутствуют промежуточные метастабильные образования, включая и смешанослойные фазы глинистых минералов. Таким образом, источником тонкодисперсной компоненты осадочных пород служат, в большей степени, возникающие на поверхности коры выветривания почвы.

В гипергенезе с участием биогенной компоненты термодинамические пределы растворимости не имеют существенного значения. Энергетические затраты, необходимые для полного разрушения структуры кристаллов и

переведения её фрагментов в раствор могут быть восполнены энергетикой живых клеток.

Хотя многие процессы гипергенеза проходят с участием органического вещества, есть принципиальные различия между явлениями биохимической и химической природы, в которых роль биоценозов всегда ограничена изменениями характеристик водного раствора, прежде всего, Eh и pH. В то же время, скорость разложения силикатов некоторыми живыми организмами или их метаболитами биокосным путём во много раз выше, чем при воздействии любых неорганических растворителей с реальной для всех природных объектов концентрацией.

Седиментогенез

Седиментогенез – это стадия переноса и осаждения осадочного материала. Свойства нефтегазоносных отложений зависят от таких литологических факторов как размер и форма зерен, гидродинамика потока, последовательность и условия седиментации.

Транспортировка твердых частиц водным потоком происходит в дисперсной форме (участие дна русла водного потока несущественно), путем сальтации (частицы обладают достаточной энергией для отскока от дна русла водного потока), путем волочения (частицы перемещаются по дну русла водного потока) (рис.1).

Система гидродинамических уравнений Сен-Венана в общем описывает транспортировку твердых частиц водным потоком:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(1 - S\rho_w)}{\partial t} + \frac{\partial(1 - S\rho_w)}{\partial x} * V_w &= 0 \\ \frac{\partial(S\rho_s)}{\partial t} + \frac{\partial(S\rho_s)}{\partial x} * U_s &= 0 \end{aligned} \quad (1)$$

где S - объёмная доля частиц в потоке, ρ_s - плотность и U_s - скорость частиц твёрдой фазы, ρ_w - плотность и V_w - скорость воды, x – расстояние, t - время.

Для качественной оценки зависимости гидродинамической крупности осадка ω от расстояния до береговой линии X или глубины бассейна H при условии $X=kH$, можно получить общий вид приближенного решения системы уравнений Сен-Венана:

$$\omega_x = k_1 \omega_0 R_0 (\exp - qx/V_0) + k_2 \omega_0 R_0 \operatorname{Re}\{\sin[k_3 (X-ct)] - \sin[k_4 (H-ct)]\} \quad (2)$$

где ω_x – средняя гидродинамическая крупность осадка, как функция от « X »; ω_0 – начальная гидродинамическая крупность осадка, R_0 – средний начальный радиус частиц, V_0 – начальная скорость потока, $k_1 - k_4$, q – принимаемые за константы параметры, c – скорость турбулентных пульсаций, Re – число Рейнольдса (по которому потоки разделяются на ламинарные и турбулентные):

$$Re = f(V_d D_s \rho_d) / \mu \quad (3)$$

где V_d , ρ_d и D_s – скорость, плотность и средний диаметр минеральных частиц в дисперсоиде, μ – его вязкость, значение f выбирается таким, чтобы при $Re \geq 1$ поток стал турбулентным, тогда в нём появляются пульсации, зависящие от времени t . (Рис. 2).

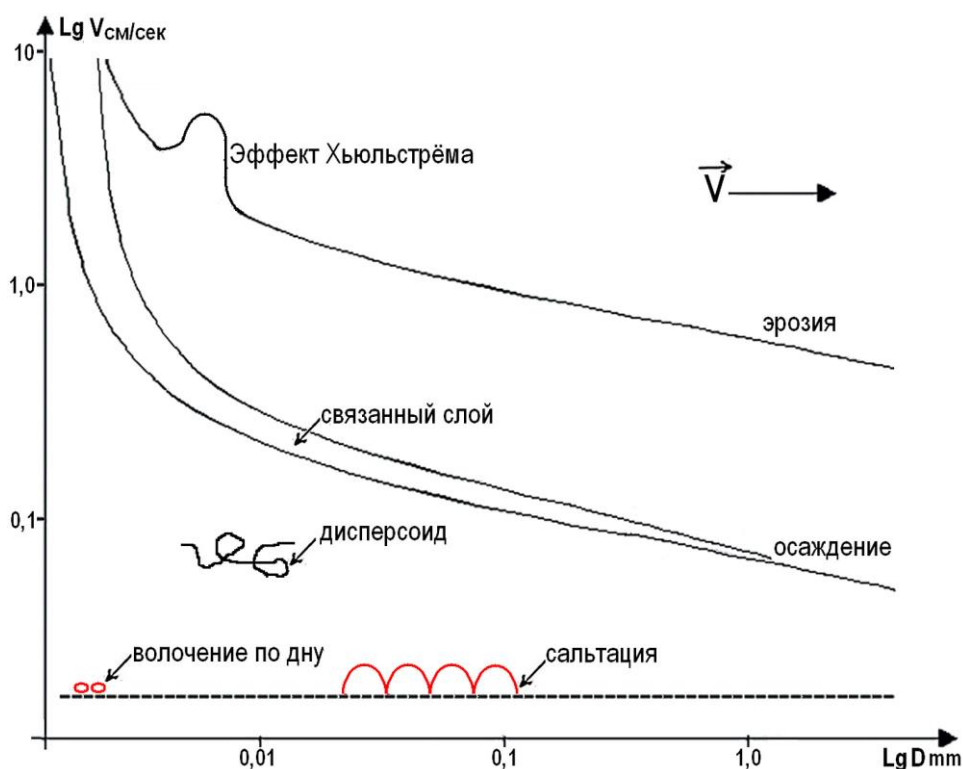


Рис.1.

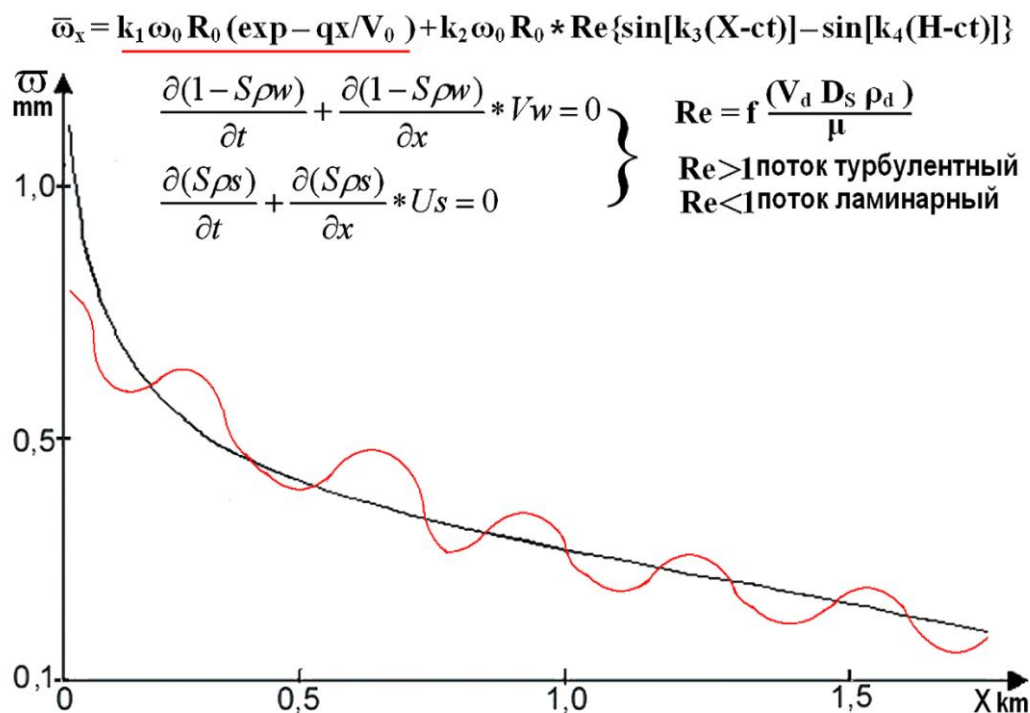


Рис.2.

Зависимость (2) содержит два слагаемых, причём первое не зависит от времени. Если скорость потока мала, вторым слагаемым можно пренебречь. Тогда крупность осадка будет монотонно снижаться по экспоненциальному закону с увеличением расстояния транспортировки, формируя в результате последовательность осадков нормального литологического ряда от песчаника к глине. При турбулентном потоке на эту зависимость накладывается и периодическая составляющая, в которую будут давать свой вклад время и глубина бассейна. Отсюда следует важный в генетическом отношении вывод: *если в разрезе фиксируется частое чередование пород разного гранулометрического состава без чётких границ между ними, то это не обязательно должно означать смену условий седиментации и фациальной обстановки.*

Между глубиной бассейна Z и временем t существует связь. Поэтому второе уравнение системы Сен-Венана можно представить в виде:

$$\frac{\partial Q_x}{\partial Z} * \frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial Q_x}{\partial x} * U_x = 0 \quad (4)$$

Здесь $Q_x = S\rho_s$ – постоянная величина, $U_x = \varphi(x)$ – скорость поступления в бассейн осадочного материала.

Перепишем это выражение через горизонтальную - E_x и вертикальную - E_z компоненты скорости изменения гранулометрического состава осадка, как и относительной глубины бассейна - U_z независимо, чем оно вызывается, смещением дна бассейна или уровня его поверхности (рис.3):

$$E_x = - E_z (U_z / U_x) \quad (5)$$

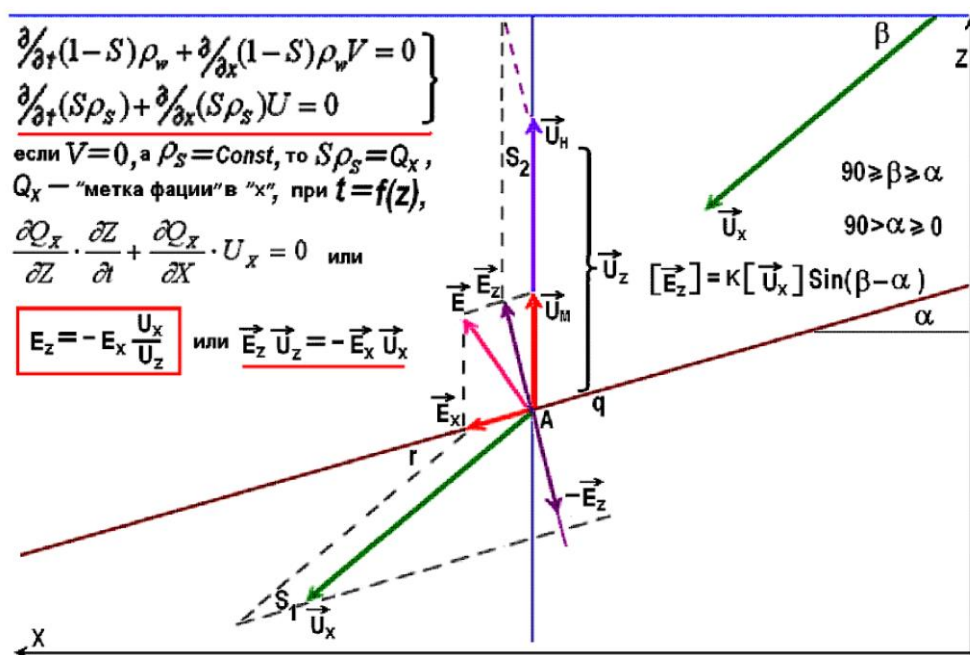


Рис.3.

Выражение (5) выступает математической формулировкой закона Головкинского – Вальтера о соответствии латерального ряда фаций вертикальному ряду фаций.

Выберем точку A_x на дне бассейна, которая расположена на стыке зон накопления осадков типа q и типа r (рис. 3). Скорость накопления толщины

осадка в этой точке есть вектор \vec{E}_z , его значение задаёт вектор \vec{U}_x со своим углом наклона к горизонту - β , и угол наклона дна бассейна - α :

$$[\vec{E}_z] = [\vec{U}_x] \sin(\beta - \alpha) \quad (6)$$

а уменьшение глубины при накоплении осадков с учётом их уплотнения на K :

$$[\vec{U}_m] = - [\vec{E}_z] \cos(\alpha) \cdot K \quad (7)$$

Вектора \vec{E}_z и \vec{E}_x представляют собой вертикальную и горизонтальную компоненты полного вектора скорости смещения фации или границы между осадками типа q и r - \vec{E} . Соотношение (5) для векторов требует равенства их векторных произведений, и компонента \vec{E}_x находится из условия равенства площадей $S_1=S_2$, а полный вектор \vec{E} определяет правило параллелограмма.

Чтобы перейти от скоростей к материальным результатам седиментации достаточно умножить вектор \vec{U}_m на некий интервал времени Δt . Пусть он будет таким, чтобы при Δt \vec{U}_m в точке A накопился осадок r с толщиной m равной $[\vec{U}_m]$. За это время точка A переместится в точку A_1 и над точкой A_1 накопится осадок r толщиной m_1 . Если на интервале $A - A_2$ не произойдёт никаких изменений условий седиментации, то точка A переместится в точку A_2 за время $2\Delta t$ и осадок r накопится над точкой A_2 с толщиной $m_2 = 2m_1$ и т.д. (рис.4).

Появится литологическая граница между слоями r и q . Их пространственная ориентация будет целиком определяться величиной, углом наклона и постоянством вектора \vec{E} . Из приведённых построений вытекает первое важное следствие из закона Головкинского: **границы в слоевом комплексе между пластами в общем случае не могут быть изохронными.** Второй важный вывод из закона Головкинского, можно сформулировать как: **на ограниченном участке и в ограниченный интервал времени, когда условия седиментации почти сохраняются, границы между слоями в слоевом комплексе могут быть почти параллельными, так как они повторяют угол наклона дна бассейна.** Эти положения лежат в основе всех стратиграфических построений.

фациями не происходит. И вариант, когда $\bar{U}_H < \bar{U}_m$ при $\bar{U}_H < 0$. При высоком уровне бассейна скорость накопления осадков превышает скорость увеличения его глубины. Возникает так называемая «регрессия высокого уровня», при которой вектор \bar{E}_x снова направлен к морю, но характеризуется малыми значениями модуля. Признание четырёх, а не двух, принципиально разных условий седиментации, является важнейшим отличием теории секвенсов от постулатов «классической» литологии. Изложенные построения позволяют представить динамику формирования геометрического вида двумерного среза геологических тел, внутренней структуры слоевой последовательности, секвента, при смене этапов осадочного процесса в том же порядке (рис.5).

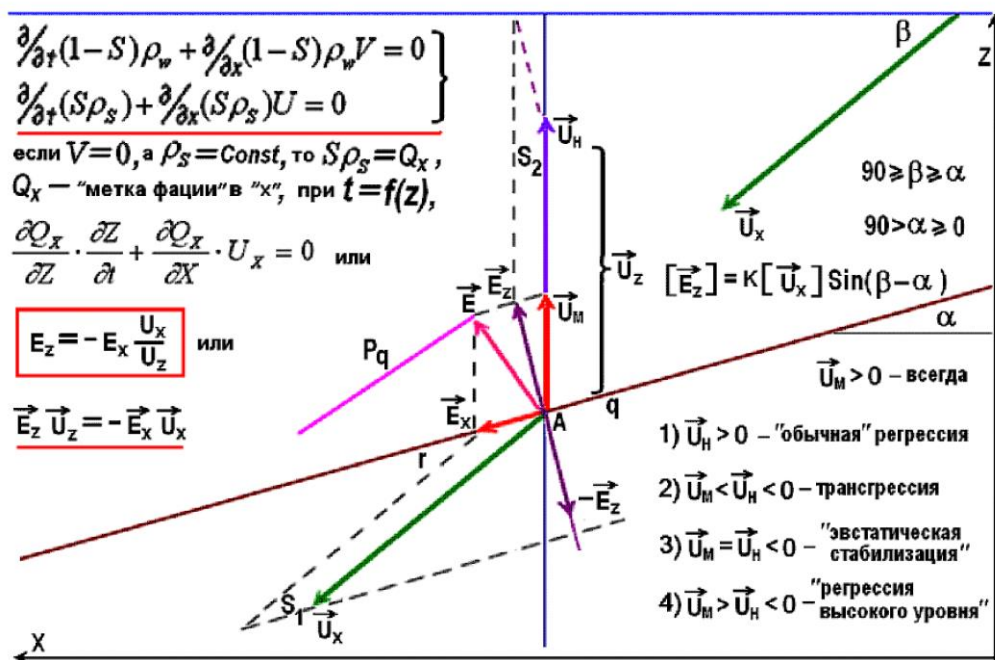


Рис.5.

При регрессии величина \bar{E}_x вблизи береговой линии мала и меняется слабо, поскольку мал угол β , как следствие, и модуль вектора \bar{E}_z при большом $[\bar{U}_x]$. Наклон пластов (это наиболее крупнозернистые породы) относительно мал. Затем при увеличении угла β и относительно большом $[\bar{U}_x]$ наклон вектора \bar{E} растёт. Наклон слоёв стремится к максимальному в данном элементе слоевого комплекса. С удалением от берега величина \bar{E}_x снова начинает

уменьшаться уже из-за уменьшения модуля \bar{U}_x и наклон слоёв приближается к наклону дна бассейна, нижняя граница слоевого комплекса приобретает S - образную форму, её могут осложнять границы размыва, подводные русла и бары.

С началом трансгрессии и перехода от тракта спуска – «downlap» на тракт подъёма – «onlap» вектор \bar{E} располагается внутри тупого угла между \bar{E}_x и \bar{U}_z , приобретая при этом почти вертикальную ориентацию. Формируется серия слоёв, близкая к горизонтальной, и перекрывающая с угловым несогласием (которое возрастает с приближением к берегу) подстилающие слои тракта спуска. При этом вблизи береговой линии может возникнуть единое песчаное тело из разных по времени образования слоёв с различными углами наклона. С наступлением режима стабилизации размеры этого слоевого комплекса могут увеличиваться, но по мере смещения в сторону бассейна толщина отдельных слоёв будет уменьшаться и между ними возникнут глинистые прослои. Такой путь в прибрежно-морских условиях задаёт клиноформную структуру для ряда промысловых объектов, например, пласта Д1 Ромашкинского месторождения.

Переход к регрессии высокого уровня, сначала относительно плавный, ведёт к формированию ещё одной, помимо границ секвенции, поверхности угловых несогласий, так называемой “down lap surface”, в нашей терминологии – «поверхности регрессии», которая не содержит фактических размывов. Она фиксируется на временных сейсмических разрезах МОГТ, хотя граничащими на всём её протяжении становятся различные по своему литологическому облику породы. Она не может быть горизонтальной, но всегда изохронна, так как фиксирует форму дна бассейна во время смены режима стабилизации на «downlap». Перекрывающий комплекс слоёв при этом резко меняет углы наклона, от почти горизонтальных к круто падающим, при плавном переходе к этапу обычной регрессии. Проницаемые породы несогласно налегают на пачку глин предыдущей трансгрессии, задавая ещё одну область локализации клиноформ. При завершении этапа формируется верхняя граница секвенсы. Она

тоже имеет S - образную форму, но области максимального перегиба верхней и нижней границ смещены по горизонтали. Секвенс становится «геологической чечевицей» Головкинского. В пределах секвенса выделяются закономерные слоевые комплексы из разных по крупности частиц, которые отвечают более коротко временной седиментационной периодичности. Их именуют парасеквенсами. Границы между ними тоже изохронны (рис. 6).

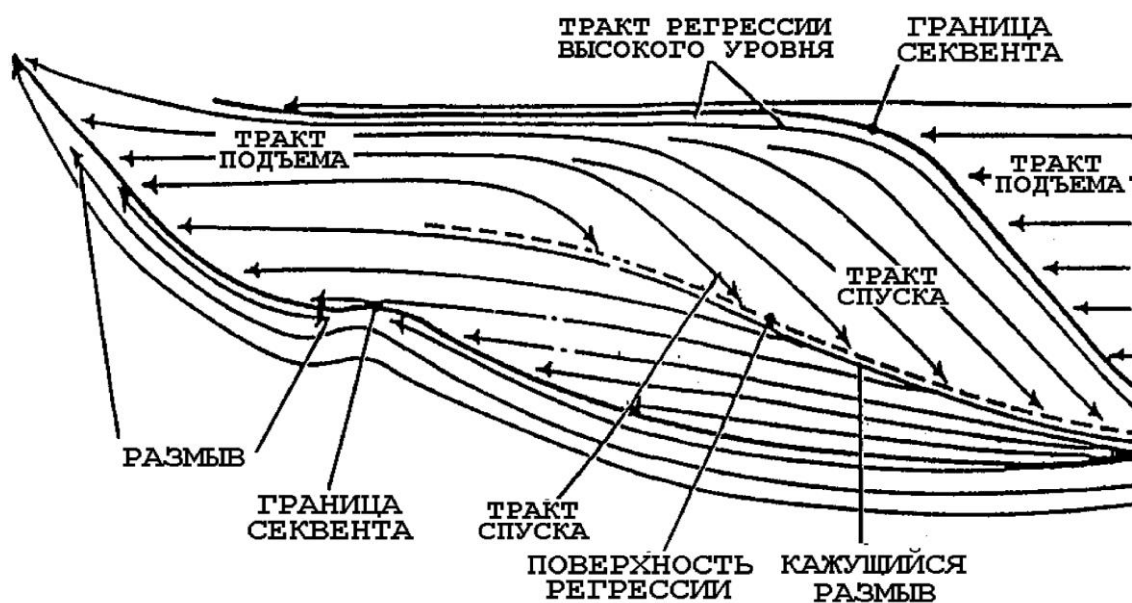


Рис.6.

Система уравнений (1) справедлива для массопереноса в случае непрерывного потока.

Сальтация (периодические отскоки от дна с вовлечением частиц в поток и движением, сопровождаемым накоплением кинетической энергии) может быть описана числом Фруда (Fr), характеризующим соотношение между силой инерции и внешней силой, в поле которой происходит движение, действующими на элементарный объем. В седиментологии число Фруда характеризует соотношение взаимодействий частиц с потоком и дном.

Если игнорировать различие в плотностях частиц и вязкость, то число Фруда выражается следующим соотношением:

$$Fr = V^2 / f_a L, \quad (8)$$

где V – скорость потока; f_a – сила отскока, в ней участвует упругое взаимодействие с дном и сила Архимеда, зависящие от g ; а L – «длина скачка». Сила, действующая на частицу в потоке пропорциональна силе торможения Стокса – f_c для движения частицы в неподвижной жидкости, которая равна:

$$f_c = 6\pi R V \mu, \quad (9)$$

где: R – радиус частицы, а μ – вязкость. Допустив, что скорость частицы U пропорциональна V , и выразив все принимаемые за константы величины за некий коэффициент C можно представить выражение (8) в виде:

$$Fr = U f_c / C R f_a L \quad (10)$$

Уравнение (10) позволяет достаточно наглядно выявить роль числа Фруда на формирование текстуры осадка. При $Fr \ll 1$, когда величина числителя мала, энергии потока недостаточно для сальтации, возникают плоско параллельные слои. При $Fr < 1$ силы f_a и f_c становятся соизмеримыми и за счёт сальтации образуются перемещающиеся в направлении потока асимметричные валики, что ведёт к появлению волнистой слоистости. Особое значение имеет случай $Fr \approx 1$, когда силы f_a и f_c компенсируют взаимно друг друга. Очевидно, что равенство $Fr = 1$ может выполняться только при вполне определённых соотношениях значений U и R т.е. для каждого критического радиуса R_k существует критическая скорость U_k при которой сальтация прекращается. Но, поскольку $L \neq 0$ движение частиц продолжается, возникает так называемый «стреляющий поток». В осадке снова образуются плоскопараллельные слои. Соотношение между U_k и R_k для этого случая можно получить из (11):

$$U_k = C R_k L (f_a / f_c) \quad (12)$$

Таким образом, однонаправленный ламинарный поток способен создавать в слоевом комплексе резкие литологические границы. Если однонаправленный ламинарный поток не содержит частиц с размерами, выше некоторых критических, то независимо от места локализации данного участка бассейна, накопление осадков в нём может отсутствовать без проявлений размыва или

выхода на дневную поверхность. Частицы размера несколько меньше критических будут перемещаться в так называемом «связанном слое» вдоль поверхности дна и не фиксироваться. Поэтому толщина осадков стратиграфического таксона на его конкретном разрезе, может быть много меньше произведения средней расчётной скорости образования осадков на соответствующий интервал геологического времени, за который эти осадки не выходили на дневную поверхность. Если в однонаправленном ламинарном потоке происходит плавное снижение скорости, может возникнуть закономерное наложение слоёв, каждый из них будет характеризовать относительно постоянный размер частиц. Реализация такой предельно выраженной по интенсивности дифференциации была подтверждена экспериментально. В созданный на километровом желобе поток вносились смесь нескольких фракций из одинаковых по размеру и цвету шариков. В итоге был получен слоевой комплекс с почти идеальным разделением слоёв по размеру.

При $Fr > 1$ уже осевшие частицы могут перемещаться потоком, почти не отрываясь от дна. При этом появляются валы, формирующие диагональную или косую слоистость потокового типа. Сначала в движение вовлекается осадок гребня вала и мобилизованные частицы приобретают способность к перемещению до основания очередного вала. Валы двигаются навстречу потоку и становятся симметричными. Присутствовавшие в осадке частицы с размерами меньше критических поток уносит за счёт сальтации. Поэтому русловые отложения при средней сортировке обеднены мелкими фракциями.

Основной объём обломочного материала поставляется в места седиментации крупными реками и локализуется при определяющем участии их дельтовых систем. Глубже 3000 м попадает от него только 8%, а средняя толщина всех морских осадков не превышает 160 м. При этом в аккумуляции обломков участвует менее 40% площади дна бассейнов. Скорость накопления осадков неравномерна. В так называемых «областях лавинной седиментации»

она может достигать от 1000 до 10000 м за 1000 лет (при 4 м за 1000 лет у черноморского побережья Кавказа). К ним относятся и сами дельты, и являющиеся их продолжением на шельфе желоба, протяженностью до тысяч километров, а так же участки континентального склона, куда неконсолидированный осадочный материал переносится по глубоководным желобам (рис.7). Значительное количество материала может перемещаться по поверхности дна шельфа мутьевыми потоками. В пространственно связанной с дельтами динамичной среде происходит перемещение обломков течениями различной природы. Массоперенос больших объёмов в океане происходит на любых глубинах и не только за счёт стационарных течений типа Гольфстрима. Земля представляет собой в её современном виде глобальную тепловую машину, топкой которой служит экваториальная зона океана, а холодильником - Антарктида, в меньшей степени Гренландия. Скорость течений такой природы достигает 5 - 15 м/сек. В этом круговороте участвует планктон, масса которого составляет определяющую часть биомассы земли. Многие его представители, фильтруя через себя воду, накапливают дисперсные частицы минералов. При высокой скорости седиментации, если органическое вещество не успевает окислиться, его дальнейшая химическая история связана с силикатами. За счёт градиента температур и, как следствие, плотности, возникает апвеллинг, т.е. подъём глубинных вод с растворёнными компонентами вдоль континентального склона вверх.

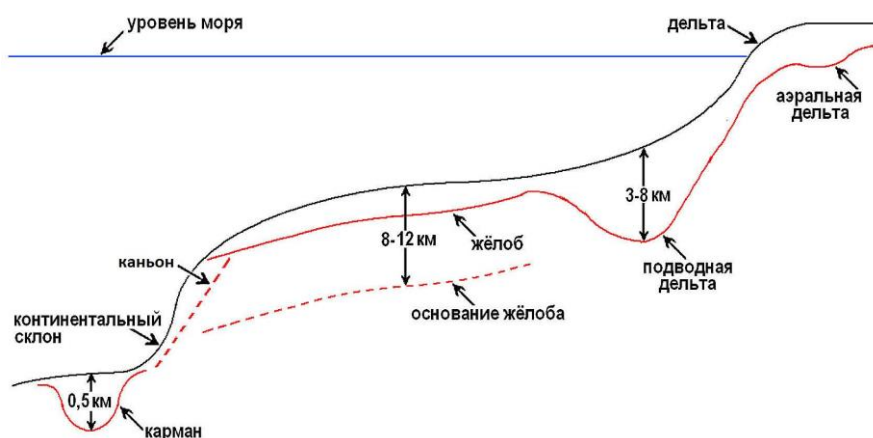
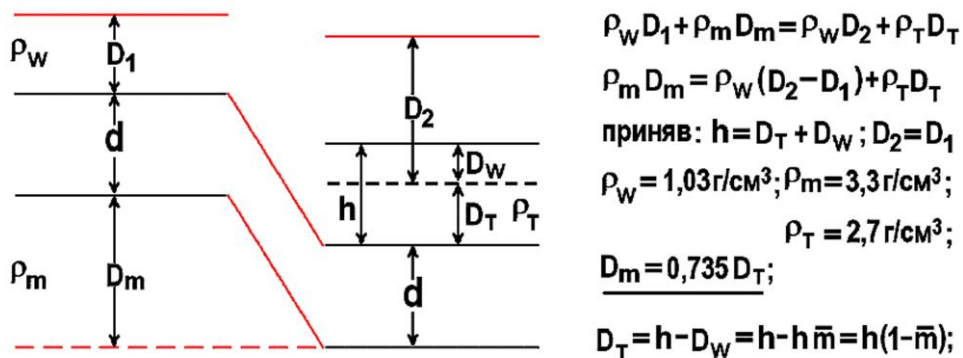


Рис.7.

Явление прогибания ложа бассейна на многие тысячи метров в зонах лавинной седиментации указывает на возможность компенсации веса накопившихся осадков за счёт ответной реакцией коры и мантии. Такое явление имеет название **изостазии**. Интересно оценить его масштабы для осадконакопления в пределах платформ.

Рассмотрим простую модель: пусть в некий момент времени, когда началось накопление осадков, глубина бассейна была H_1 , а толщина сформированных осадочных пород и континентальной коры равна d . В результате накопления осадка толщиной h глубина бассейна стала H , а поверхность мантии при неизменной d прогнулась бы на величину D_m . Если рассматривать h как сумму толщины твёрдой части осадка (без учета пор) D_t и толщиной водяного слоя (в порах осадка) D_w , то: $h = D_t + D_w$, $H_2 = H + D_w$. Тогда при плотности воды ρ_w и средней плотности осадков ρ_t , а плотности мантии ρ_m можно выразить условие выполнения изостатического равновесия как (рис. 8):

$$\rho_w D_1 + \rho_m D_m = \rho_w D_2 + \rho_t D_t. \quad (13)$$



если принять для неконсолидированного осадка: $\bar{m} = 0,35$ то $D_t = 0,65h$; тогда $D_m = 0,48h$, т.е. примерно половина мощности осадков формируется за счёт эвстатического прогибания ложа бассейна под собственным весом.

При катагенезе \bar{m} снижается с 0,35 до 0,15 т.е. на 20%; общее опускание дна - примерно 70% от накопленной мощности. На тектонику и колебания уровня бассейна остаётся не более 30-35%.

Рис.8.

Приняв оценочными значения: $\rho_w = 1,03 \text{ г/см}^3$, $\rho_s = 2,70 \text{ г/см}^3$, $\rho_m = 3,3 \text{ г/см}^3$, получим в численной форме: $Dm = 0,735 Dt$. Поскольку пористость слабо консолидированных осадков составляет порядка 35% , то $Dm \approx 0,48 h$; в ходе погружения средняя пористость терригенных осадков будет снижается на $\approx 20\%$ и $Dm \approx 0,7 (D_2 + Dt)$. Таким образом, вклад от изостазии и уплотнения осадков обеспечивает около $\frac{3}{4}$ глубин прогибания дна бассейна.

Во всех случаях, когда параметры в (13) удавалось определить вполне корректно, это равенство выполнялось с удивительно высокой точностью. Очевидно, что при реализации изостазии будут меняться и свойства вещества мантии. Разогрев и понижение вязкости астеносферы обнаружено под многими осадочными бассейнами, проявляясь в погружении границы Мохо. Есть указания на возможное участие в таких явлениях и плюмов.

Регионально выраженные структурные формы, такие как своды, валы, депрессии, мульды, рифты и.т.д. связаны своим происхождением с эндогенными, протекающими в коре и мантии процессами, и имеют тектоническую природу, в строгом смысле этого термина. Но среди них отсутствуют такие, которые могут «продавить» литосферную плиту, формируя перспективное для поисков нефти поднятие с размерами несколько километров. Разрывные нарушения, надёжно фиксируемые в осадочной толще, не всегда могут быть прослежены в фундаменте, но линейное снижение его поверхности на десяток метров часто присутствует под крупными рифами в верхнем девоне. Таким образом, реальный структурный план геологического объекта задаётся совокупностью многих процессов, в том числе экзогенных, включая изостазию, а так же прочностные и упругие свойства осадочного чехла и фундамента.

Осадки океанического ложа накапливаются с очень низкой скоростью и представлены, за исключением областей глобальных ветровых течений, лишь аутигенными минералами: триоктаэдрическим смектитом, возникающим за счёт деградации серпентинизированных океанических базальтов и цеолитами группы ломонтита, которых обычно нет в отложениях платформ. Органическое

вещество в них почти отсутствует. Известен механизм образования океанической коры в зоне спрединга и смещении её под континентальную плиту в зоне субдукции («конвейер» Дица) (рис.9). Также установлено, что относительно равномерное, даже с учётом появления трансформных разломов, перемещение дна, становится пульсационным с приближением к глубоководным желобам. При накоплении механических напряжений происходит резкое опускание их основания, при котором в зону субдукции смещаются главным образом осадки из окраинных морей (рис.9). Их объём значителен и велико содержание органического вещества, особенно при наличии островных вулканических дуг, а последовательность напластования становится обратной по отношению к исходной. Смятие осадков возникает с противоположной к океану стороны. Таким образом, значительные объёмы терригенного материала затягиваются в области формирования платформ континентального типа, а содержащееся в нём органическое вещество преобразуется в условиях возрастающих давлений и температур вплоть до углеводородов, шунгита и графита. Этот «лифт» Романовского легко объясняет появление нефти с органическим по составу изотопов углеродом в породах кристаллического фундамента.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ОКЕАНЕ

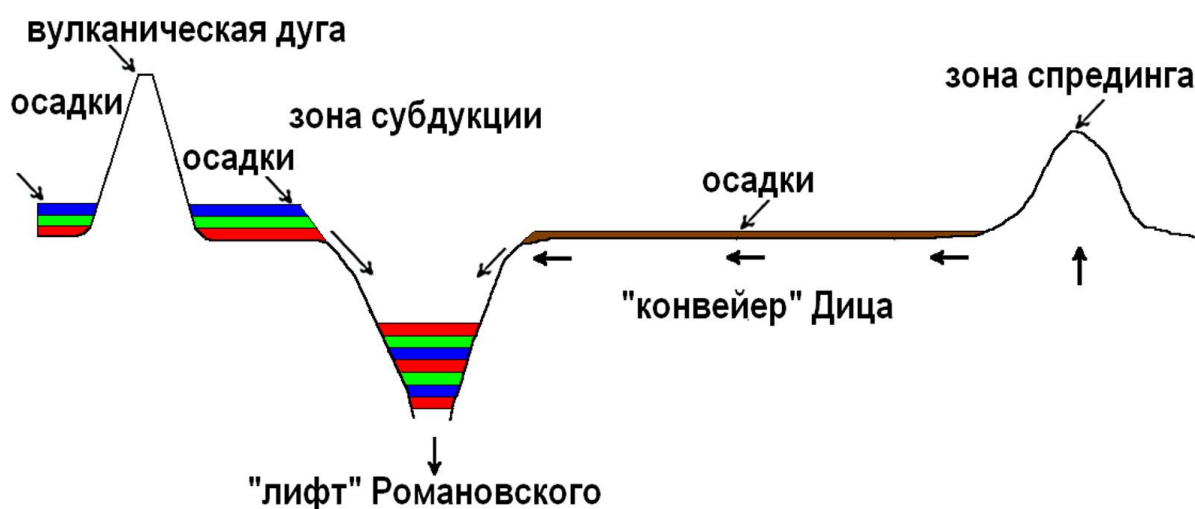


Рис.9.

Мутьевые потоки с широким диапазоном минерального состава и размера частиц могут происходить на больших расстояниях. С увеличением угла наклона дна бассейна скорость потока увеличивается, что препятствует образованию осадка, но в самом турбулентном потоке происходит, по закону Стокса, смещение более крупных частиц к основанию, что ведёт к снижению плотности этой зоны дисперсоида, пока поток не станет ламинарным. Если до этой стадии движение прекратится, то возникнет толща с градиационной слоистостью, без чётких границ между отдельными слоями. Но при сохранении потока в нём, за счёт периодического появления зон, где турбулентное течение меняется на ламинарное, появятся области различного, уменьшающегося снизу вверх гранулометрического состава. С переходом в осадок такой дисперсоид сформирует периодически повторяющиеся серии из одинакового набора слоёв с резкими межслоевыми границами - циклы Боума. Таким путём возникает флиш.

Пересекающие шельф желоба, связанные с лавинной седиментацией, как правило, заполнены, при многократном перемыве и переотложении, осадками песчаной размерности. При достижении некоторой критической толщины их устойчивость нарушается и возникает сброс части песка на континентальный склон к основанию желоба. Образуются фёны, караваеобразные локальные тела, изолированные гидродинамически друг от друга. Они могут содержать нефть, но при выборе схем эксплуатации необходимо учитывать, что это не пластовая залежь.

Осадочная дифференциация вещества в ходе осаждения из истинных водных растворов подчиняется закону химических равновесий: чем меньше растворимость, тем раньше данный минерал выпадет в осадок. На начальной стадии образования эвапоритов появляется или первичный доломит, но чаще неупорядоченный кальцит, преходящий в ассоциацию гипса с доломитом при наличии в системе сульфат-аниона. Затем выпадают сульфаты щелочных металлов, а заканчивается процесс кристаллизацией сильвина, или галита - во

внутриконтинентальных бассейнах. Катионы железа и марганца могут находиться в растворе в закисной форме, усиливая этим способность к изоморфному замещению в карбонатах. Но в открытых бассейнах значительная их часть присутствует как комплексы с гуминовыми кислотами, ингибируя окисление. Поэтому при высоких кларковых содержаниях фазы марганца и железа редко бывают первичными осадками. Родохрозит образуется только в локальных впадинах шельфа, а оксиды марганца концентрируются на границе воды с разной солёностью и Eh. Это граница периодически возникает в опресняемых бассейнах. При ее разрушении происходит быстрое окисление и осаждение накопленного Mn^{2+} .

Осадочная дифференциация частиц пелитовой размерности в большой степени реализуется законами физической химии, а не гидродинамики. По этой причине и эрозия глинистых осадков требует значительно большей скорости потока, чем он был при их образовании (эффект Хьюльстрёма). Важную роль в седиментации дисперсных силикатов играет солёность вод и концентрация раствора электролита, определяющие процессы коагуляции глинистых частиц и их осаждения уже как агрегатов, в отличие от собственно коллоидных растворов, где возникший гель не имеет кристаллической структуры. Глинистая суспензия очень резко отличается от коллоидного раствора и по термодинамическим параметрам. В соответствии с этими принципами за внешней границей авандельты выделяют три специфичные зоны седиментации: глинистая зона осаждения дисперсных минералов; геохимическая зона массовой коагуляции органо-металлических и органических коллоидов; биозона интенсивного развития организмов. Среди глинистых минералов быстрее коагулирует смектит как более дисперсный, за ним следуют смешанослойные фазы смектит-иллит и смектит-хлорит, затем аллотигенные слюды и хлориты. Замыкает этот реакционный ряд каолинит.

Диагенез

Под термином «диагенез» в отечественной литературе именуют полную совокупность явлений, происходящих в неконсолидированном осадке и превращающих этот осадок в осадочную горную породу. В англоязычных источниках под термином диагенез понимают все вторичные изменения пород, и любые преобразования осадков связываются с увеличением давления и температуры. Однако, уже при низких температурах и давлениях отсутствие равновесия между поступающим в бассейн материалом и меняющимися гидрохимическими параметрами иловых вод осадка может приводить к серьёзным изменениям не только плотности, но и минерального состава накапливающейся толщи осадков. Кроме физических, физико-химических и химических явлений очень важную роль играют биогенные процессы, в значительной мере определяющие как знак, так и значение редокс-потенциала иловых вод. Аэробная биота способна существовать только в верхней зоне слабо уплотнённого осадка, при погружении в его толщу происходит смена окислительного потенциала на восстановительный, особенно если в среде появляются микробы сульфат-редукторы, переводящие в сероводород SO_4 -анион. Как следствие, в ходе седиментации область смены знака E_h движется вверх, синхронно смещая зону вызываемых в ней реакций.

При нивальном литогенезе в бассейн, в основном, сносится слабо изменённый аллотигенный материал почти лишенный, за отсутствием кор выветривания, пелитовой компоненты. В таких условиях даже при обилии планктона биокосные процессы не могут активно проявиться. При гумидном литогенезе, напротив, гидролиз любой природы полностью реализуется ещё в области источников сноса и материал осадков приводится в равновесие со средой до осаждения, отражая специфику материнских пород в значительно большей степени, чем фациальные обстановки бассейна. Процессы диагенеза, поэтому, наиболее контрастно проявлены в условиях аридных ландшафтов, когда с континента сносится уже сильно преобразованный, но ещё не

приведённый в состояние равновесия материал, включающий и глинистые минералы. Поступающее в осадок органическое вещество не успевает здесь сильно окислиться, как в гумидных условиях, что обеспечивает максимальную интенсивность явлений биологической природы. Как следствие, состав минералов осадочных толщ аридного литогенеза должен, прежде всего, отражать гидрохимию бассейна.

Диагенез чаще всего ведет к снижению пористости, а так же увеличению концентрации иловых вод, поэтому возможно образование фаз, для которых концентрация их компонент в открытом бассейне никогда не достигает предела насыщения. К ним относятся фосфаты и соединения закисного железа и марганца. Рост конкреций сидерита обычно приурочен ко времени минимального поступления обломочного материала, то есть к режиму стабилизации осадочного процесса, что позволяет использовать их для целей корреляции разрезов, в отличие от аутигенных минералов, например пирита. Железо-марганцевые конкреции и железистые силикаты типа бертьерина и глауконита также возникают преимущественно на стадии диагенеза.

Поведение ионов в растворе задаётся, в первом приближении, ионным потенциалом Гольдшмидта, величина которого равна r/z , где r – радиус иона, z его валентность. На его основе все катионы разделяются на группы (рис.10). Для катионов, относящихся к группе I диаграммы Гольдшмидта, величины ионного потенциала хватает лишь для поляризации молекул H_2O в гидратно-ионном комплексе, на поверхности которого локализуются группы (ОН), давая раствору щелочную рН (щелочные и щёлочноземельные катионы). Они формируют относительно легко растворимые водой минералы. Ввиду низкого ионного потенциала K^+ , Rb^+ , Cs^+ не образуют гидратно-ионных комплексов, что облегчает их сорбцию минералами и не даёт возможность, как для Li^+ и Na^+ , формировать одну непрерывную сетку из H_2O в пространстве между слоями смектитов. Это так называемые «антистоксовские» катионы, их движение в растворе не подчиняется закону Стокса. При химической близости Na^+ и K^+ они

являются геохимическими антиподами: K^+ «не доходит» до бассейнов, а Na^+ преимущественно накапливается в океанах и эвапоритах. Молекулы H_2O для двухвалентных катионов приобретают относительную подвижность и формируют гидратно-ионные комплексы. В пространстве между слоями смектита они координируют две сетки молекул H_2O .

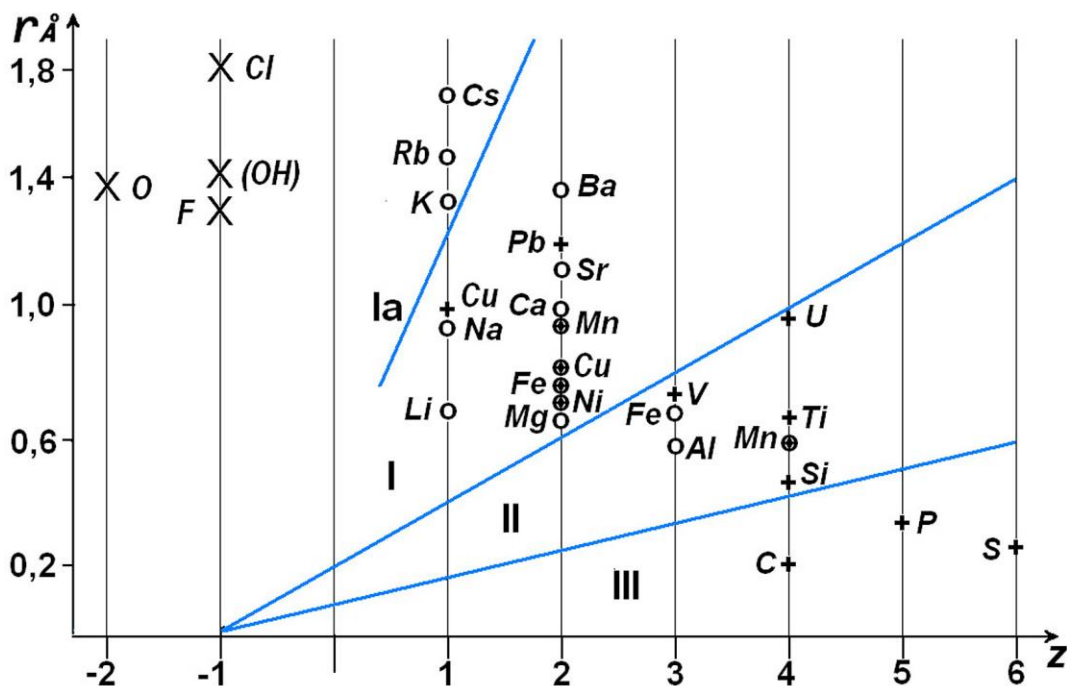


Рис. 10.

Из трёхвалентных катионов наибольший интерес для нас представляет Al. Являясь амфотером, он в кислой среде выступает как Al^{3+} , а при $pH > 7$ создаёт комплекс $Al(OH)_2^{1-}$, который в промежутках между слоями смектита может формировать соединения переменного состава с различным количеством групп (OH) и молекул воды. В предельном случае возникает сетка октаэдров $Al(OH)_3$, отвечающая по структуре гиббситу.

Четырёхвалентные катионы могут существовать в растворе лишь в виде комплексных анионных радикалов, включая $[SO_4]^{2-}$, $[CO_3]^{2-}$, $[PO_4]^{2-}$. Во всех случаях поверхность минерала имеет заряд, вызывающий притяжение ионов противоположного знака, и на границе раздела твердой фазы и раствора возникает электрический потенциал, и формируется двойной электрический

слой, состоящий из слоя потенциал определяющих ионов и слоя ионов, компенсирующих заряд, величину которого задают законы физической химии

Большинству явлений кристаллогенеза на стадии диагенеза предшествуют явления **сорбции и ионного** обмена. Под ними понимают замену одного вещества на другое или аккумуляцию вещества на границе раздела фаз. Адсорбция отличается от процесса осаждения вещества из раствора тем, что в последнем случае формируется трехмерная кристаллическая структура на твердой поверхности. Поверхность раздела между частицами минералов и раствором - это не просто плоскость, а трехмерная специфическая область, непохожая по своему составу и свойствам ни на минеральную частицу, ни на окружающий раствор. Поскольку поверхность частиц всегда имеет заряд, на поверхности и вблизи неё в этой области растворы концентрируют катионы металлов и лиганды, принимающие участие в нейтрализации заряда. При взаимодействии функциональных групп на поверхностях твердых частиц с компонентами раствора формируются *внешнесферные* и *внутрисферные* комплексы. Для первых между поверхностью минерала и поглощаемым катионом находятся молекулы растворителя, воды, которые препятствуют развитию ковалентных связей. Поэтому ион удерживается на поверхности относительно слабыми электростатическими силами. Тип взаимодействия определяют как неспецифическую адсорбцию, куда относится и значительная часть реакций ионного обмена. При образовании внутрисферных комплексов между центральным катионом и лигандом нет молекул воды, что определяет возможность развития прочных ковалентных связей. Образование внутрисферных комплексов обозначается как специфическая адсорбция.

В соответствии с законом Кулона сила связи катиона с твердой фазой должна возрастать с увеличением валентности катиона, а с увеличением ионного радиуса, при равной валентности, снижаться, зависеть от ионного потенциала Гольдшмидта. Это значит, что на том же типе сорбционных центров одни катионы по сравнению с другими должны поглощаться сильнее,

или удерживаться с большей энергией связи. Для одновалентных и двухвалентных катионов ряды по возрастанию радиуса иона и росту способности к преимущественному поглощению или замещению других катионов в межслоевом пространстве имеют вид (приведён радиус иона в Å):

$$\begin{aligned} \text{Li}^+(0,59) < \text{Na}^+(1,02) < \text{K}^+(1,34) < \text{Rb}^+(1,52) < \text{Cs}^+(1,67), \text{ и} \\ \text{Mg}^{2+}(0,72) < \text{Ca}^{2+}(1,04) < \text{Sr}^{2+}(1,18) < \text{Ba}^{2+}(1,35) \end{aligned} \quad (14)$$

Способность осадка, и любого ионообменника, к преимущественному поглощению одних катионов по сравнению с другими называется *селективностью* по отношению к этим катионам. Эта способность оценивается по величине *коэффициента селективности* (K_S), который представляет собой частное от деления отношения содержания катионов в поглощающем комплексе на отношение их концентраций в равновесном растворе. При всех равных условиях, на селективность поглощения в ходе обмена катионов с разными валентностями сильно влияет так называемый «*концентрационно-валентный эффект*», благодаря которому разбавлению раствора увеличивает сорбцию катионов с более высоким зарядом. Так в условиях равновесия и при постоянном значении коэффициента селективности соотношение катионов Ca^{2+} к Na^{1+} в обменном комплексе при разбавлении раствора существенно смещается к Ca^{2+} . Это объясняет обычное преобладание щелочноземельных монтмориллонитов в осадках нормальных морских бассейнов, где основным катионом служит Na^{1+} .

Отметим, что катионы внутрисферных комплексов, фиксируемые на внутренних поверхностях минералов необратимо, ещё автоматически не становятся элементами их структуры, но их появление всегда необходимо для начала процессов трансформации. Это относится к жестко фиксируемому в межслоевых промежутках смектита K^{1+} , нарушающему периодичность по оси c^* , но не переводящему смектит в слюду. Кроме глинистых минералов на стадии диагенеза в процессах сорбции и обмена ионов способны участвовать

так же фазы гидроокислов железа и свободного глинозёма, а катионы могут выступать в виде металлоорганических комплексов, особенно с Fe, Mn и Al. Особый интерес в процессах ионного обмена играет монтмориллонит и смешанослойные фазы с межслоевым промежутком смектита и вермикулита, где гидратированный катион локализуют дитригональные петли базальных кислородов тетраэдрических сеток.

Разложение полевошпатовой составляющей осадка с участием биоты обогащает иловые воды глинозёмом, что открывает возможность трансформационных процессов связанных с увеличением заряда 2:1 слоя за счёт частичной замены тетраэдрического кремния на алюминий. Самым важным из них служит процесс иллитизации смектита, который имеет глобальный характер, и относился только к явлениям катагенеза. Но было установлено, что переход смектита в слюду может не требовать повышенных температур, если в слабо консолидированном осадке замещение аэробного биоценоза на анаэробный вызывает резкую смену величины и знака окислительно- восстановительного потенциала (например, см. [Хазиев, Кринари и др., 2015]). При этом удаление H_2O из межслоевого пространства смектита становится физически необходимым.

Катагенез

Под термином «катагенез» в отечественной литературе принято вслед за А.Е.Ферсманом понимать всю совокупность вторичных изменений осадочных пород, возникших за счёт их погружения в зону более высоких температур и давлений по сравнению с присутствовавшими в слабо консолидированном осадка. Все процессы идут при участии пластовых вод, среди которых по глубине залегания и преобладающему составу обычно выделяют следующие зоны: свободного водообмена, до глубины 200 – 700 м, где наблюдается связь с поверхностными водами, это гидрокарбонатные со слабой минерализацией воды; затруднённого водообмена, до глубин 1400 - 1800м, представленные или

гидрокарбонатно-сульфатными, либо сульфатными водами средней минерализации; и зона застойных вод с глубин $\approx 2000\text{м}$, где доминируют рассолы щелочных галоидов. По своей природе пластовые воды могут быть реликтовыми, инфильтрационными и элизионными. Последние возникают в результате дегидратации минеральной компоненты пород. Наиболее значимую роль в литологии играют воды, возникшие за счёт удаления молекул H_2O из межслоевого пространства смектита в ходе глобального процесса иллитизации. При этом объём жидкости, переходящий в пространство пор из структуры минерала, возрастает в 6 – 8 раз, что может менять пластовое давление. Если в осадочной толще нет углеводородов, геотермический градиент в ней сохраняется примерно постоянным, равным 30°C на километр, и доминируют абиогенные явления.

Кроме уплотнения с уменьшением пористости и дегидратации на стадии катагенеза идут специфичные физические и физико-химические явления, которые снижают общую свободную энергию системы. Происходит перекристаллизация при укрупнении зёрен, прежде всего кварца, их регенерация; разложение или трансформация одних минеральных фаз, потерявших свою устойчивость, и образование новых. По интенсивности их реализации с некоторой степенью условности весь этап катагенеза подразделяется на три стадии: начальный, или протокатагенез, промежуточный, или мезокатагенез и поздний, или апокатагенез. Их границы проводят по петрографическим – структурным и минеральным критериям. За начало катагенеза условно принимается исчезновение в шлифе «отдельных» зёрен.

С регенерации кварца, ведущей к обрастанию зёрен оболочками того же состава и оптической ориентировки, принимают начало мезо- катагенеза. Затем кроме регенерации, в том же объёме породы, начинается коррозия кварцевых зёрен (рис.11), особенно на стыках по направлению градиента горного давления, где механические напряжения повышают растворимость и возникают

стилолитовые швы. Их появление на зёрнах кварца отвечает нижней границе мезо- катагенеза.



Рис.11. Мелкозернистый песчаник с корродированными зёрнами кварца

Другим важным критерием для выделения границ уровней катагенеза, не зависящим от наличия в осадочной толще углеводородов, служат изменения состава и структуры минералов скелета породы. Границей протокатагенеза можно считать исчезновение смектита как самостоятельной минеральной фазы, сохраняется только смешанослойный иллит-смектит с растущей долей компонента слюды (рис.12).

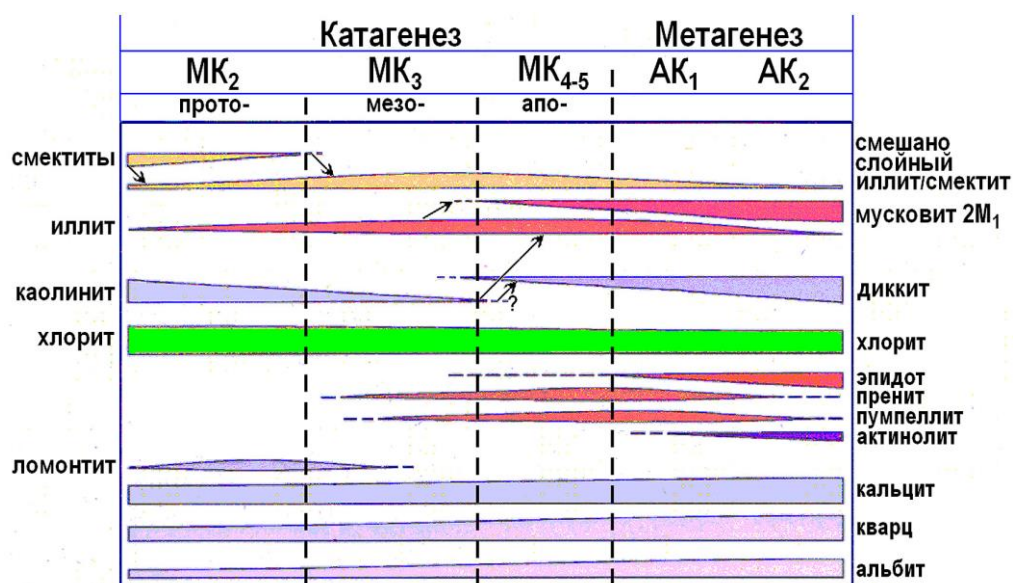


Рис.12.

На границе между мезо- и апокатагенезом начинается перекристаллизация слюды (иллита) в мусковит $2M_1$ поли типа по механизму дислокационного роста. Здесь же пропадает каолинит, переходя в слюду поли типа 1M. Хлорит меняет свой состав и структуру, но сохраняется как минерал. Диккит (химический аналог каолинита со структурой $2M_1$ поли типа) фиксируется только начиная с поздних стадий катагенеза. Его образование за счёт трансформации каолинита проблематично. Ломонтит и другие цеолиты, переходят в упорядоченные полевые шпаты на уровне мезо- катагенеза. С погружением терригенных пород их пористость падает монотонно. Поэтому считали, что на глубинах более 3,5 км скопления нефти возникать не могут. Однако позже установлено, что начиная с некоторых глубин, разных для различных регионов, значения ФЕС коллекторов снова начинают расти за счёт трещиноватости и вторичной пористости.

В осадочных толщах достигающих глубин более 6 км реализуется стадия **метагенеза**, характеризующаяся глубокими вторичными изменениями пород и отвечающая давлениям и температурам начала метаморфизма, т.е. температурам 200 – 300°C при наличии сильно минерализованных растворов. Происходит полная, зависящая от направления внешнего давления, перекристаллизация обломков минералов с появлением характерных зерен

кварца («бородатых зерен»). Все слоистые силикаты трансформируются в ассоциацию: 14\AA хлорит – $2M_1$ мусковит, что типично для фации зелёных сланцев. Возникают типичные минералы метаморфизма: эпидот, актинолит.

Особенности эпигенеза в терригенных породах-коллекторах

Заполнение углеводородным флюидом пространства пор в **терригенном коллекторе** может приводить к серьёзным изменениям его минерального состава и структуры. Наличие в продуктивном разрезе слабо проницаемых зон определяется не только условиями седиментации, на что указывает появление резких, подчеркнуто криволинейных по форме границ между участками, именуемыми «коллектор» и «не коллектор».

В насыщенном нефтью коллекторе преобразования минерального скелета ингибируются. В зонах современных или древних водонефтяных контактов интенсивность биокосных взаимодействий становится максимальной. Но ряд явлений, реализующихся в ходе формирования залежи нефти, с биокосными явлениями непосредственно не связаны. К ним относятся:

- 1) Биохимическое окисление нефти, которое может отражать реакция (по В.Н. Холодову):



Снижение рН в ходе реакции ведёт к растворению кальцита, либо его замещению на доломит, и каолинитизации полевых шпатов, сопровождаемой кристаллизацией избытка SiO_2 в виде аутигенного кварца. Сопrotивляемость породы вертикальному сжатию тогда снижается, а при падении пластового давления может происходить существенное снижение пористости коллектора (рис.13).

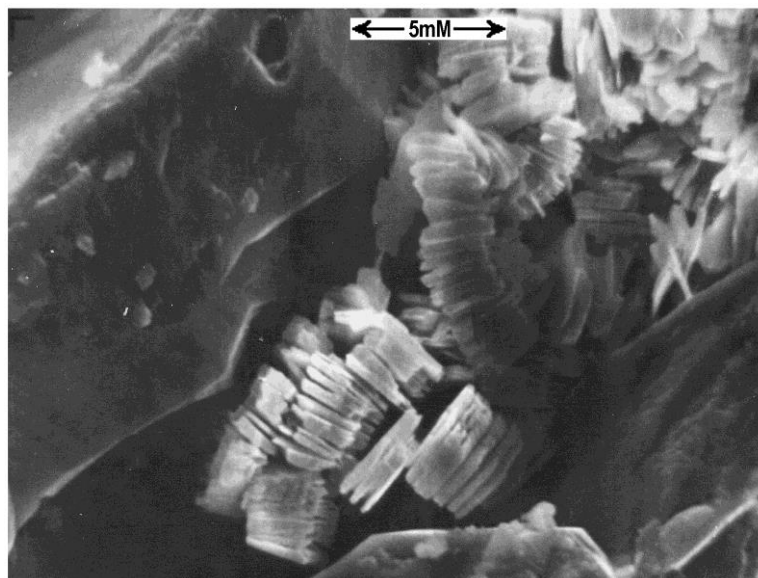


Рис. 13. Пример снижения пористости породы-коллектора за счет каолинитизации и вторичной кристаллизации кварца (Самотлорское месторождение).

Появление в системе H_2S иногда сопровождается образованием аутигенного слабо окристаллизованного пирита, вплоть до появления в разрезе под залежью электропроводящих пород.

Реакция Холодова экзотермична и превращает формируемую залежь в элемент, создающий вокруг себя тепловое и электрическое поле. В итоге вблизи залежи могут наблюдаться минералы, образующиеся при температурах, превышающих современные, например, тосудит, являющийся индикатором гидротермальных проявлений золота и урана.

2) Окисление растворённой в нефти серы с образованием сульфат-иона. В итоге над залежами могут возникать гипс – ангидритовые оторочки, а в самом коллекторе – гипсовый цемент, резко снижающий значения ФЕС. При повышенных температурах сначала будет возникать ангидрит, который при снижении температуры будет переходить в гипс (рис.14).

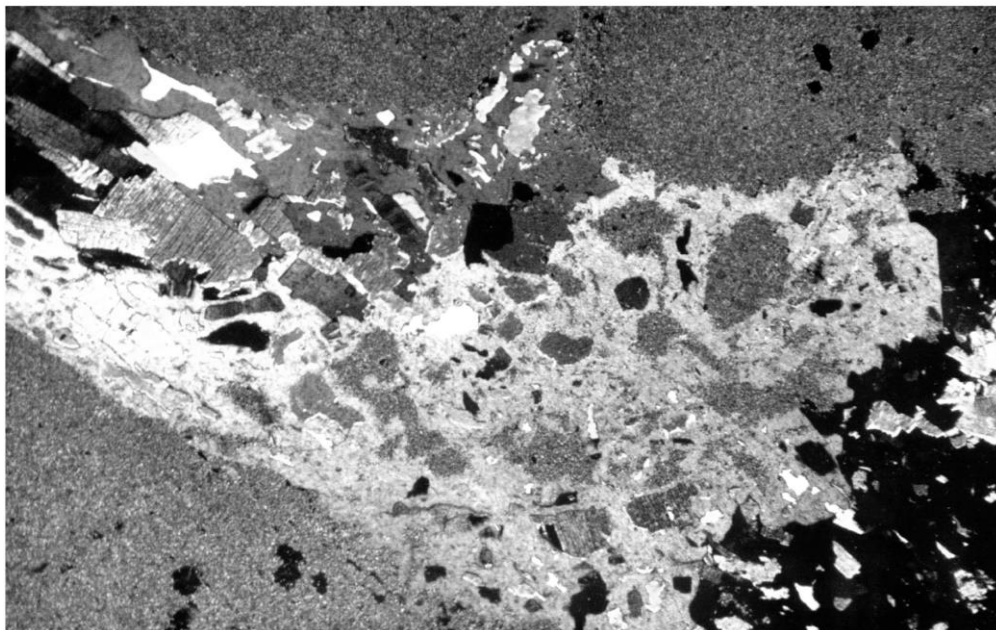


Рис.14. Ангидрит-гипсовая ассоциация

Возможен обратный процесс растворения сульфатов с увеличением пористости. Большинство других процессов эпигенеза, возникающих в нефтеносных толщах связаны с биокосными воздействиями на минеральный скелет.

Главным фактором, снижающим объём пространства пор, во многих случаях является выпадение фаз кремнезёма. В пределах всей нефтеносной толщи Татарстана встречены зоны *окварцевания* или *окремнения* различной толщины (рис.15).



Рис.15. Пример зоны окремнения (в нижней части кернового образца).

Они обычно развиты выше крупных нефтяных залежей, или в пределах самих коллекторов нефти, превращая их в «не коллектор». Тогда высоко проницаемые в соседних скважинах песчаники приобретают конформно-зернистую структуру (рис.16).

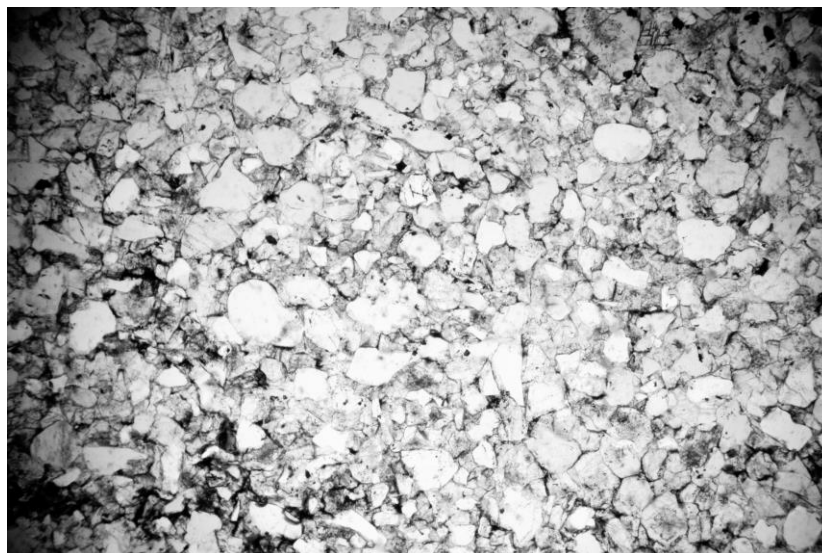


Рис.16. Песчаник с конформно-зернистой структурой.

Наличие фаз SiO_2 в порах коллектора нефти объяснимо частичным растворением калиевых полевых шпатов. Однако, в преобладающем диапазоне изменений pH для пластовых вод (5,0 – 8,5) растворимость и подвижность кремнезёма крайне мала. Трудно объяснить, какие факторы создают геохимические барьеры, на которых идёт сброс кремнезёма из раствора, так как окремнение наблюдается в любых породах, независимо от их состава и пористости. Но микрофлора, живущая в среде углеводородов, и реализующая биокосное разложение полевых шпатов и каолинита, мобилизует не только кремнезём, но и глинозём. Он не может диффундировать в форме Al^{3+} или $(\text{AlO}_3\text{H}_2)^{1-}$ в пористой среде на десятки метров от реакционных зон ВНК, где реализуются биокосные процессы. Но метаболиты микрофлоры пласта способны создавать металло-органические комплексы с алюминием, образуя коллоидный раствор, который может путём диффузии, либо фильтрацией по

трещинам, перемещаться на значительные расстояния, пока он существует. Подвижность этого раствора должна быть существенно ниже, чем кремнезёма в любой растворимой форме. Поэтому фронт миграции кремнезёма будет опережать фронт миграции глинозёма до тех пор, пока в силу разных причин они не совместятся в одном объёме порового пространства. Тогда произойдёт их совместная коагуляция, так как мицеллы этих коллоидных растворов имеют противоположный по знаку заряд. Поэтому зоны окремнения возникают на различных обводняемых участках разрезов в зависимости от геометрии порового пространства, и факторов, определяющих устойчивость коллоидных растворов: значений pH , Eh и изменения солёности пластовых вод. Иногда над массивными залежами покрышки полностью теряют исходный минеральный состав и превращаются в очень прочные яшмовидные породы из окристаллизованных в различной степени фаз кремнезёма и глинозёма, подтверждая факт сокоагуляции. Они установлены рентгенографически даже при низкой кристалличности.

Появление в проницаемом пласте аутигенных фаз, хотя бы в виде малых примесей, указывает на изменения гидрохимического режима при повторной фильтрации. Фазовый состав примесей указывает на участие в процессе как элизионных, так инфильтрационных вод, а так же флюидов с окислительным потенциалом. Часто в одном образце наблюдаются фазы-примеси, совместное образование которых невозможно. Например: пирит и гётит или акаганеит (или ярозит), бёмит и скарброит. Причиной служит проявление перколяционных эффектов, когда в процессе двухфазной фильтрации каждая жидкость (вода и нефть) перемещается на микро- уровне по локальным каналам, создавая гетерогенную по гидрохимическим параметрам систему. Это вызывается перемещением флюида при временной разгерметизации покрышки, которая, кроме окремнения и синтеза иных аутигенных фаз, ведёт к смещению локальных уровней ВНК по отношению к региональному. Конфигурация окремненных зон, где способность к фильтрации в продуктивном пласте

уничтожена, может принимать причудливые формы, а уровни ВНК не совпадают с границами проницаемых пластов, где участки окремнения частично замещают насыщенную нефтью породу.

Если повышение давления CO_2 является главной причиной прорыва покрышек, то объём CO_2 должен задаваться размерами локальной структуры. При корреляции между амплитудами локальных поднятий и амплитудами смещения уровней ВНК попытки вывести зоны ВНК на общий уровень приведут к ошибкам.

Перемещение флюидов в коллекторе может происходить в широких пределах, до полной замены ранее присутствующих УВ на УВ с других горизонтов. Обычно в этом случае в породе сохраняются светлые зоны (своеобразные газовые пузыри) (рис.17), а нефть более вязкая, обеднённая лёгкими компонентами.

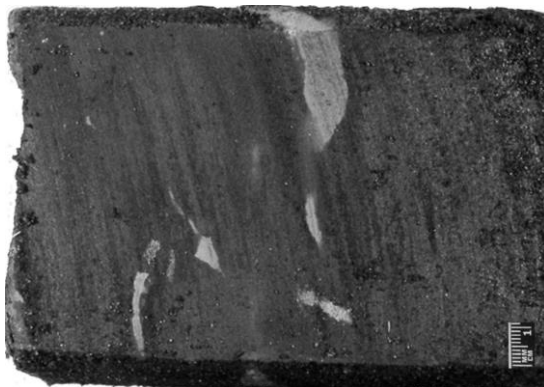


Рис.17. Светлая зона в породе-коллекторе.

При погружении осадочных толщ на глубину идёт уплотнение пород с уменьшением их пористости и проницаемости за счёт увеличения горного давления. Исключения из этого общего закона могут возникать только за счёт реализации наложенных процессов эпигенеза. Ими становится вторичная трещиноватость и кливаж, связанные с тектоническими факторами, а также поступление глубинных, гидротермальных по своей природе вод, но главной причиной повышения ФЕС, после их монотонного спада, становятся биокосные взаимодействия с углеводородами. К механизмам таких явлений относятся:

1) Сегрегация по величине пористости разных участков единого пласта достаточно большой толщины. В его центральной части, обычно над уровнем ВНК, возникает зона разуплотнения с высокими значениями ФЕС за счёт интенсивной коррозии всех минералов. В краевых зонах пласта происходит кристаллизация SiO_2 в виде регенерации кварцевых зёрен до практически полного исчезновения открытой пористости.

2) Кластеризация терригенного коллектора. Иная ситуация возникает в случае, если в процессе формирования залежи возникала однонаправленная фильтрация флюидов, при том, что пласт имел небольшую толщину. Тогда в породе образуются однонаправленные каналы, всё пространство между которыми занято непроницаемыми кластерами, сочленениями минералов, связанных между собой аутигенным кварцем (рис.16).

3) Превращение в коллектор исходно слабо проницаемых пород. В конечном счёте, это явление всегда связано с формированием вторичной пористости или её увеличением за счёт специфичных процессов эпигенеза минералогической или биохимической природы. Любая трансформация в системе иллит-сметит может вести к появлению механических напряжений, создающих трещины либо вторичные поры. Тогда объём зоны биокосного разложения увеличивается и процесс идёт с нарастающей интенсивностью.

На многих месторождениях нефти и газа, находящихся в различных регионах и локализованных на глубинах более 2,8 км встречаются зоны аномально высоких пластовых давлений (АВПД). В них относительно плавный рост гидростатического давления сменяется его резким скачком, достигая иногда 1000 и более атмосфер. Установлено, что максимальный градиент давления приурочен не к самому коллектору, а к перекрывающей его толще глин, что отвечает так называемому гидродинамическому порогу покрышки. Ниже этого порога в пласте глины наблюдается вторичная трещиноватость, а пористость этого участка разреза может в 2 раза превышать пористость выше порога, где породы более пластичны. По своему минеральному составу,

несмотря на значительные глубины, в перекрывающих порог глинах, всегда фиксируются смешанослойные фазы с высоким содержанием лабильных пакетов, вплоть до почти мономинерального смектита. Объяснением может служить низкая исходная проницаемость глинистой покрышки, блокирующая поступление в зону реакции калия и типичную для таких глубин трансформацию смектита в иллит. Действительно, ниже гидродинамического порога в глинистом пласте обычно наблюдается более высокая концентрация иллита, но эта зависимость проявляется как тенденция. На других участках разреза концентрация слюды может быть значительно больше. Кроме того, в зоне гидродинамического порога всегда фиксируются геохимические аномалии – более высокие концентрации ряда металлов при постоянном присутствии углеводородов.

Процесс формирования АВПД, скорее всего, начинается с приходом в пласт-коллектор водо-углеводородного флюида, который запускает биохимическое разложение породообразующих силикатов, в основном калиевых полевых шпатов. В свободный объём пор покрышки поступает обогащённый калием и глинозёмом раствор, обеспечивая заторможенную ранее трансформацию компоненты смектита в иллит для смешанослойной фазы иллит-смектит. Этот процесс сопровождает переход молекул H_2O из межслоевого пространства смектита в поры, что приводит к резкому увеличению общего объёма жидкости в системе и, при наличии газовой фазы, к росту пластового давления. За счёт появления механических напряжений в нижней области покрышки возникают новые трещины. По ним продолжается фильтрация флюида, сопровождаясь ростом всех названных явлений, и процесс приобретает лавинообразный характер. Гидродинамический порог смещается вверх по разрезу, а давление в пласте-коллекторе за счёт присутствия газовой фазы увеличивается. Когда зона реакции достигает верхних границ покрышки, избыточное давление пласта сбрасывается. Поэтому залежи углеводородов с

АВПД и без них могут быть приурочены к одному уровню и в пределах одной территории при наличии некоторой корреляции с толщиной покрышки.

Появление зон АВПД в залежах с большим содержанием газа создаёт серьёзные проблемы при вскрытии пластов, приводя к аварийным ситуациям и требуя утяжеления бурового раствора путём добавления в него барита. Но, с другой стороны, значительные преобразования состава и структуры в пределах всей толщи пород делают физически оправданными разработку дистанционных методов выявления и локализации зон АВПД.

К важнейшим аспектам нефтегазоносных отложений в литогенетическом отношении относятся процессы *аутигенного образования* минералов.

Процессы синтеза минеральных фаз при изменившихся параметрах системы задаются двумя факторами: снижением температуры и парциального давления газовой составляющей при подъёме добываемого продукта, а также изменения состава пластовых вод за счёт закачки и частичного разложения скелета пород биокосными явлениями. При этом раствор может обогащаться такими элементами, как Ca^{2+} , Ba^{2+} и Sr^{2+} , которые входили ранее в структуры полевых шпатов изоморфно. Чаще всего в промысловых объектах наблюдается такая последовательность синтеза минералов: барит (сам коллектор и погруженные насосы) – ангидрит или гипс (сам коллектор и насосно-компрессорные трубы) – арагонит или кальцит. Иногда в этом случае почти весь объём насосно-компрессорных труб зарастает кристаллами арагонита.

Существенно более серьёзные проблемы возникают, когда в пласт нагнетается вода поверхностных источников (озёр или болот), содержащая органические комплексы с Fe^{2+} и провоцирующая образование магнетита.

Интересной особенностью является образования вторичных слюд.

Вторичные слюды образуются в результате взаимно обратимого процесса образования структуры слюды за счёт минералов группы смектита. Он обычно реализуется через переходные метастабильные смешанослойные фазы иллит-смектит. В осадочных породах присутствуют: 2M_1 мусковит – обломочный,

аутигенный 1М иллит, также частицы политипа 1М и 1Мd неупорядоченной структуры. Возможен переход смектита в иллит при любых давлениях и температурах. При этом образуется переслаивание из 3D упорядоченных блоков всех политипов слюд.

В обводняемых нефтяных пластах появляются переходные фазы слюда – смектит с высокой концентрацией набухающей компоненты. Это может снижать, но не полностью блокировать фильтрацию при данном составе минералов коллектора. Объяснением предложен процесс обратной трансформации вторичных слюд в смектит, задаваемый сменой гидрохимии пласта и деятельностью бактериальных сообществ. Наиболее устойчивым фрагментом структур к биокосному разложению является 2:1 слой диоктаэдрической слюды. Даже имеющий несколько слоёв кристалл обладает в двух направлениях размеры, которые превышают критичные. Если биоценозу нужен калий, что подтверждает более высокая устойчивость альбита по сравнению с калиевым полевым шпатом, то до полного разложения слюд будет происходить их отрицательная трансформация по схеме иллит – вермикулит – смектит.

Расклинивающий эффект внедрения сеток H_2O вместо K^+ в межслоевые промежутки вторичной слюды в глинистых отложениях может привести в процессе её обратной трансформации к появлению огромных напряжений на техническое оборудование. В коллекторах эти явления вызывают диспергацию кристаллов слюды по границам политипных блоков. Тогда число пластин, тормозящих поток, будет больше на порядок, чем общее их количество в песчанике. При фильтрации в пористой среде, где частицы с высоким зарядом поверхности зафиксированы в пространстве пор, возникает потенциал течения. Он вызывает встречный электроосмотический поток, резко тормозящий фильтрацию. Закон Дарси, описывающий скорость фильтрации, при наличии электроосмотического торможения выражается уравнением:

$$V = \frac{K \nabla P}{\eta} \left(1 - \frac{a}{C^2}\right), \quad (16)$$

где K - проницаемость, ∇P – градиент давления, m - пористость, η - вязкость, C - концентрация пластовых вод, a – величина, которая с достаточной для качественных оценок полнотой может быть определена по соотношению:

$$a = \frac{RT\sigma^2 l}{F^2 z^2 \pi \eta \Lambda_0 \nu_u r_c^2 m} \quad (17)$$

где $\sigma = \frac{\varepsilon \chi \psi_1}{4\pi}$; $\frac{1}{\chi} = \sqrt{\frac{iRT}{8\pi^2 F^2 C}}$; $K_0 = \Lambda_0 C$, ε - диэлектрическая постоянная, K_0 - электропроводность, ν_u - молярный объём воды, ψ_1 , σ - потенциалы поверхности, r - средний радиус пор, K_0 – коэффициент Аррениуса, l - концентрация нано частиц слюды.

Очевидно, что при $C = \sqrt{a}$ фильтрация прекращается.

Закачка вод образует электроосмотические экраны, сжимающие водный поток по вертикали. Начиная с некоего этапа, поток воды в двумерной модели разделяется на два, сохраняя в центральной части пласта не обводнённый участок (целик). Этот эффект хорошо известен на объектах Ромашкинского месторождения.

Применение закачки попутных вод или солей калия восстанавливает общую солёность в пласте и снижает агрессивность пластовой биоты к биокосному разложению любых силикатов. Поэтому сейчас предпочитают использовать воду из добываемого продукта.

Особенности эпигенеза в карбонатных породах-коллекторах

Промысловые объекты в карбонатных коллекторах, как и все природные скопления углеводородов, имеют геологическую историю, включающую ряд сменяющих друг друга этапов. Специфику процессов в каждом из них задаёт строение объекта, которое проявлено в литологическом облике пород, а также

преобразовании существующих и синтезе новых минералов. Их механизм сильно различается у терригенных и карбонатных коллекторов, поэтому они рассматриваются отдельно.

В карбонатных породах сосредоточено около 60% всех запасов нефти. Причём на коллекторы с высокой исходной проницаемостью, древние рифы и обломочные породы карбонатного состава, приходится только треть этого объёма. В остальных случаях нефть концентрируется в поровом пространстве, которое имеет вторичную природу. При его отсутствии из содержащих нефть пород, редко удаётся получить промышленные притоки, даже из регионально выдержанных нефтеносных уровней. Так, в карбонатных коллекторах, не подвергнутых вторичным процессам и широко представленных на западном склоне Южно-Татарского свода, эффективная пористость не превышает, как правило, 5% и промышленные залежи нефти в них практически отсутствуют.

Известен целый ряд явлений, способных увеличивать низкую исходную пористость пород, сформированных в условиях карбонатной седиментации без участия организмов, образующих положительные формы рельефа на дне моря в процессе жизнедеятельности, включая биогермы. Некоторые из них по своей природе близки к обычному карсту, когда на определённом этапе геологической истории наиболее поднятые участки территории оказывались выше уровня моря и по ним либо формировались эрозионные врезы, либо на уровне волновой эрозии возникли локальные зоны выщелачивания. Примеры таких объектов известны, в том числе и в пределах Татарстана. Они надёжно фиксируются по минералогическим критериям, наличию в них существенной примеси гидроокислов железа.

Однако основную роль в увеличении свободного порового объёма играет растворение кальцитового цемента при насыщении пластового флюида CO_2 , которое происходит ещё до прихода нефти и образуется в ходе биогенного её окисления биотой пласта по реакции Холодова. Более благоприятной областью её обитания затем становятся участки разреза, где вода и нефть присутствуют в

соизмеримых количествах, включая и зоны водонефтяных контактов. Процесс разложения CaCO_3 является взаимно обратимым. Он определяется тремя факторами: парциальным давлением CO_2 , которое зависит как от объёмов, так и герметичности реакционной зоны, возможностью удаления из неё продуктов реакции и гидрохимическими параметрами самих пластовых вод. Первые два фактора требуют некоторого достаточного объёма пор, занятых пластовой жидкостью, с возможности её перемещения за пределы пласта. В противном случае наступает насыщение системы по Ca^{2+} , блокирующее дальнейший ход реакции. Необходимой структурой порового пространства в таких объектах чаще всего обладают органогенные и органогенно-детритовые известняки (рис.18), реже литокластовые известняки. Как следствие, фациальный облик областей карбонатной седиментации будет определять всю дальнейшую возможность появления залежей. Породы с исходно низкими коллекторскими свойствами, независимо от их генезиса, промышленных залежей не образуют.

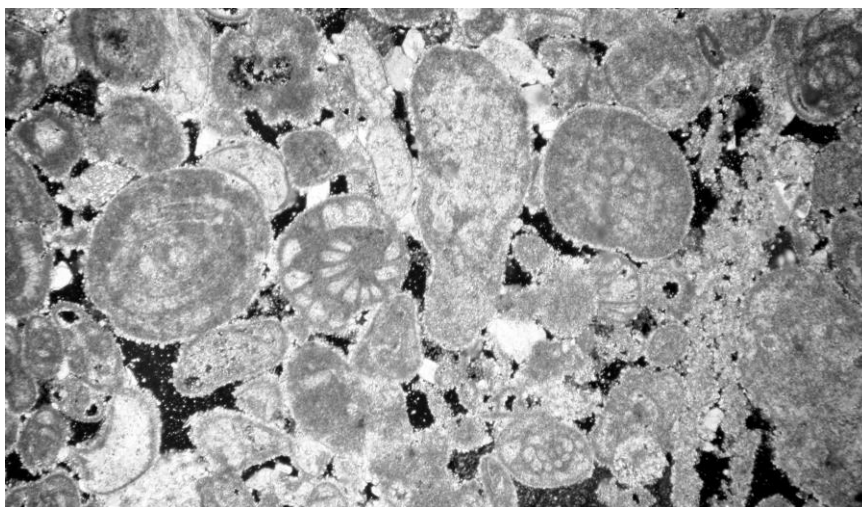


Рис.18. Органогенно-детритовый известняк с высокой пористостью. Фото шлифа при скрещенных николях. Черное – пустоты.

Первый этап, включая приход в коллектор водонефтяного флюида, с его последующим расслоением на воду и нефть, сопровождается появлением зоны биокосных реакций, где кроме генерации CO_2 и растворения кальцита идёт разложение доломита, силикатов и кварца. Отсутствие в известняке этих

минералов, даже на уровне примеси, может служить критерием полного завершения процесса формирования коллектора ещё до образования залежи. При отсутствии градиента пластового давления и фильтрации, концентрация раствора постепенно стабилизируются, система приобретает относительную устойчивость, и разложение минерального скелета прекращается. Нефтяная залежь приобретает своё обычное строение с чётким разделением на зоны локализации основных фаз: воды, нефти и газа (углеводороды плюс CO_2), если перейдён предел их растворимости в жидкостях. Пористость породы растёт, если система остаётся изолированной, но только за счёт растворения той части кальцита, который цементирует органические остатки. Обычно это пелитоморфный микрит. При наличии в системе Mg^{2+} , что выполняется часто, может произойти формирование более устойчивого в кислой среде доломита (рис.19). В замкнутой системе замещение кальцита доломитом ведёт к сокращению объёма скелета породы на 14 % за счёт разницы ионных радиусов Ca^{2+} и Mg^{2+} . Но обычно этого мало для образования промышленного объекта, дающего существенные притоки.

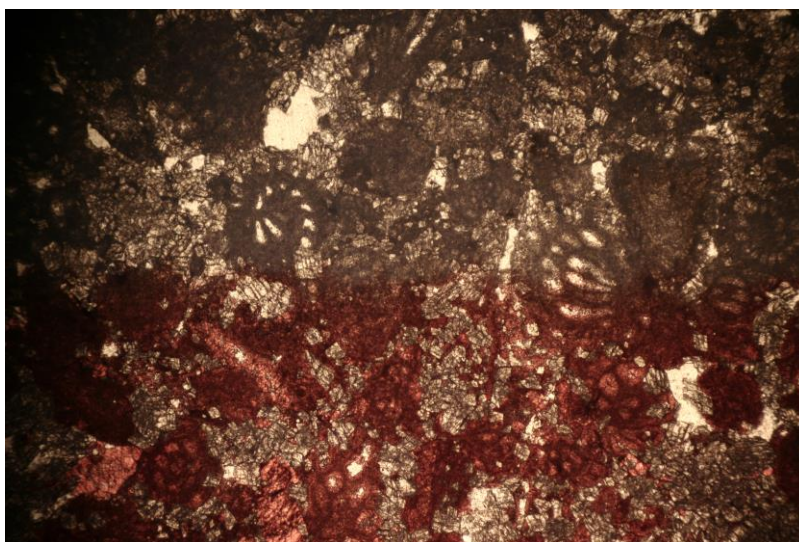


Рис.19. Фото шлифа. Нижняя половина шлифа пропитана ализарином. Кальцит ярко окрашен ализарином, доломит слабо окрашен или не окрашен ализарином (пример так называемого ализаринового теста на кальцит и доломит).

Наличие хотя бы слабой фильтрации или диффузии с удалением избытка Ca^{2+} из системы через каналы в крышке может создать в коллекторе объём вторичных пор, но небольшой, поскольку каналы будут быстро заполняться вторичным кальцитом. В итоге, образование вторичной кавернозности или пористости, достаточной для появления промышленной залежи, требует не только насыщения пластовых вод CO_2 с растворением кальцита, но и хотя бы временной разгерметизации системы для удаления продуктов растворения. Прорывы крышек должны возникать за счёт продолжающейся генерации CO_2 и роста давления в существующих или существовавших ранее газовых шапках. Участки прорывов могут локализовать разрывные нарушения, они иногда ограничивают нефтеносные структуры, либо в областях снижения экранирующих свойств крышки по литологическим либо тектоническим причинам. Это приводит к образованию дополнительного объёма пор и падению пластового давления, оно в гидродинамически связанной системе способно восполняться лишь за счёт внешнего источника воды или нефти в ходе реализации ряда альтернативных вариантов с участием как элизионных так и инфильтрационных, вод что задавало всю дальнейшую историю и конфигурацию залежи. Скорее всего, эти процессы были стимулированы наиболее значительными перестройками структурного плана платформы.

Перемещение водонефтяного флюида может реализоваться не только между продуктивными горизонтами разных уровней, но и в пределах одного проницаемого пласта на территориально близких друг другу структурах, если разгерметизация крышки происходила над доминирующей среди них по размеру и амплитуде структуре. В этом случае возникают смещения ВНК, задаваемые размерами структур, а более крупные структуры обогащаются нефтью за счёт более мелких, которые при этом теряют свою продуктивность.

Вода, поступающая в насыщенный нефтью коллектор, может быть либо инфильтрационной, либо элизионной, либо иметь оба источника, что может выявляться составом акцессорных минералов.

В зависимости от интенсивности и механизмов обводнения, коллектор может приобретать пятнистую либо пятнисто-полосчатую насыщенность нефтью и осветляться, или на отдельных участках разреза появляются зоны, где нефти нет, а всё пространство пор занято вторичным кальцитом.

Размеры его кристаллов могут варьировать в широких пределах, задаваясь скоростью изменения градиента пластового давления. Если система долго оставалась открытой, и в ней продолжалась генерация углекислоты, а по пласту происходила фильтрация флюида, то удаление продуктов растворения не вело к насыщению по CaCO_3 . Тогда растворяется не только кальцитовый цемент, а частично сами органические остатки (рис.20), задающие матрицу породы, и в коллекторе формируются каверны размером до 1 - 3 см.

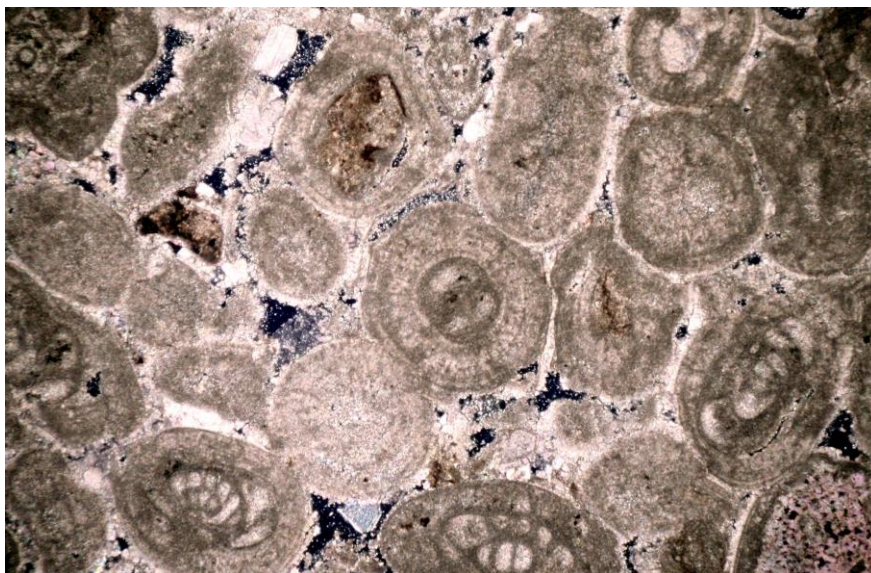


Рис.20. Биокластово-ооидный известняк. Демонстрация растворения кальцита в межформенном и внутриформенном пространстве.

Затем порода заполняется нефтью, перемещённой с других участков разреза, на что указывает появление фаз Fe^{3+} и узвелита (продукта окисления самой нефти).

Очевидно, что доля в залежах нефти, перемещённой с других горизонтов, будет в целом возрастать с уменьшением глубины.

Кроме фильтрации, массоперенос может осуществляться и диффузией, которая в ряде случаев нивелирует границы между участками, заполненными нефтью или водой. Часто доминирует образование водоносных зон, поскольку именно в них происходит основное увеличение пористости, и в ходе фильтрации именно их заполняет жидкость с меньшей вязкостью, т.е. вода. При последующем падении парциального давления CO_2 часть из них становится непроницаемой, другая часть, оставаясь нефтеносной, может сохранить значительную вторичную пористость.

Поперечный размер «пустых» и сохраняющих нефть участков зависят от целого ряда причин и варьируют в широких пределах – от нескольких метров до миллиметров.

Из всех названных фактов следуют практически важные выводы. Хотя литологическая и петрофизическая неоднородность разрезов продуктивных карбонатных отложений, как и наличие вторичной пористости известняков, связанной с присутствием нефти, известны давно, специфичность процессов, в них происходящих, во многом оставалась не изученной. Все потенциально нефтеносные структуры разбуривались, а интервалы, содержащие по данным ГИС подвижную нефть, перфорировались. Низкий положительный эффект от применения известных методов повышения КИН положения не менял. Но при заводнении фильтрация должна проходить в основном вдоль водоносных зон, которые затем заполняются спаритом, не затрагивая нефтенасыщенные области коллектора. Огромная анизотропия проницаемости пород трактовалась как результат наличия коллекторов «порово-трещинного» либо «порово-каверного-трещинного» типов, и такая модель была взята за основу описания процесса фильтрации в карбонатных толщах.

Сейчас установлено, что, по крайней мере, в пределах западного борта Южно-Татарского свода и восточных границ Мелекесской впадины, в толще продуктивного карбона фильтрация происходит не вдоль параллельных каналов-трещин, существование которых в условиях меняющегося парциального

давления CO_2 ограничено во времени, а вдоль локальных проницаемых зон, или кондуитов.

Они возникают и исчезают, заполняясь спаритом, в ходе всей геологической истории залежи, связанной с приходом в осадочную толщу углеводородов.

Трещины субвертикальной ориентировки фиксируются в керне, но значительно реже. Обычно они нацело заполнены окисленной нефтью, или не несут никаких признаков фильтрации.

Субгоризонтальные трещины наблюдаются чаще, они чаще всего представлены стилолитовыми швами (рис.21), возникшими в процессе растворения с участием горного давления, и заполнены глинистым материалом, преимущественно палыгорскитом. Проявления интенсивного движения флюидов в них так же отсутствуют.

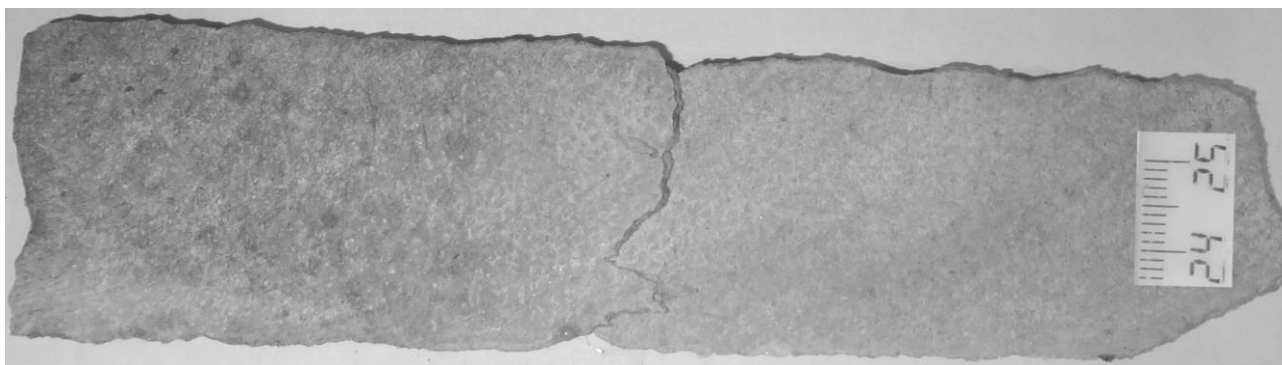


Рис.21. Пример стилолитового шва.

Список рекомендуемой литературы

Бурлин Ю.К., Конюхов А.И., Карнюшина Е.Е. Литология нефтегазоносных толщ. - М.: Недра - 1992. - 226 с.

Кринари Г.А., Храмченков М.Г. Образование и миграция природных наночастиц в нефтяных пластах. - Казань: Изд-во Казан. Университета - 2008. - 285с.

Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учебное пособие для вузов. – М.: ООО Недра-Бизнесцентр – 2007. – 511 с.

Прошляков В.К., Кузнецов В.Г. Литология и литолого-фациальный анализ. - М.: Недра - 1987. - 287 с.

Романовский И.К. Теоретическая седиментология. – М.: Недра - 1989. - 324 с.

Сахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. – Ленинград: Недра - 1989. - 268 с.

Фролов В.Т. Литология. – М: Изд. МГУ - 1995.

Хазиев Р.Р., Кринари Г.А., Нургалиева Н.Г., Гареев Б.И., Баталин Г.А. Некоторые аспекты формирования глинистых отложений уржумского яруса по геохимическим данным эталонного разреза // Учен. Зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. Науки. – 2015. – Т. 157, кн.2. – С.106-117.

Япаскурт О.В. Литология. Разделы теории: Часть 1: Процессы и факторы эпигенеза горных пород. - М.: МАКС ПРЕСС - 2013.- 215 с.

Япаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: Процессы и факторы. – М.: ГЕОС – 1999. – 260 с.